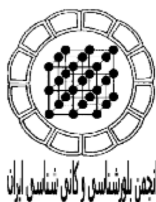
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۰، از صفحهٔ ۸۸۹ تا ۹۰۰



سنگ‌نگاری و شیمی کانی زئولیت در گدازه‌های بالشی و دایک‌های دیابازی جنوب غرب الشتر (شمال لرستان)

فاطمه صفرپور فیضی[1]، احمد احمدی خلجی[*1]، رضا زارعی‌سهامیه [1]، مسعود کیانی[2]، زینب محمدی چغامارانی[3]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم تحقیقات تهران، تهران، ایران

۳- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۱/۱۴، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۳/۱۱)

چکیده: گدازه‌های بالشی و دایک‌های دیابازی منطقه جنوب غرب الشتر میزبان گونه‌های مختلف از زئولیت‌ها و کانی‌های ثانوی هستند. زئولیت‌ها به صورت بادامکی و رگه‌ای و از تجزیه کانی‌های اولیه تشکیل شده‌اند. براساس بررسی‌های صحرایی، پراش پرتوی ایکس (XRD) و تجزیه ریزکاو الکترونی، زئولیت‌های ناترولیت (فراوان‌ترین زئولیت)، مزولیت، اسکولسیت و آنالسیم در گدازه‌های بالشی و دایک‌های دیابازی منطقه مورد بررسی شناسایی شدند. میانگین نسبت Si/Al برای ناترولیت، مزولیت، اسکولسیت و آنالسیم به ترتیب ۱٫۴۶، ۱٫۴۹، ۱٫۶۲ و ۲٫۲۹ محاسبه شد. این زئولیت‌ها طی دو مرحله از سیال‌های گرمابی دگرگونی در طول شکستگی‌ها و در حفره‌های سنگ میزبان در دمای کمتر از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ میزبان زئولیت‌ها نشان می‌دهد که نوع ماگمای تشکیل دهنده آنها آهکی قلیایی تا تولئیتی و محیط زمین‌ساختی آنها وابسته به محیط‌های درون صفحه‌ای و مورب است.

واژه‌های کلیدی: *لرستان؛ الشتر؛ سنگ‌نگاری؛ شیمی‌کانی؛ زئولیت.*

مقدمه

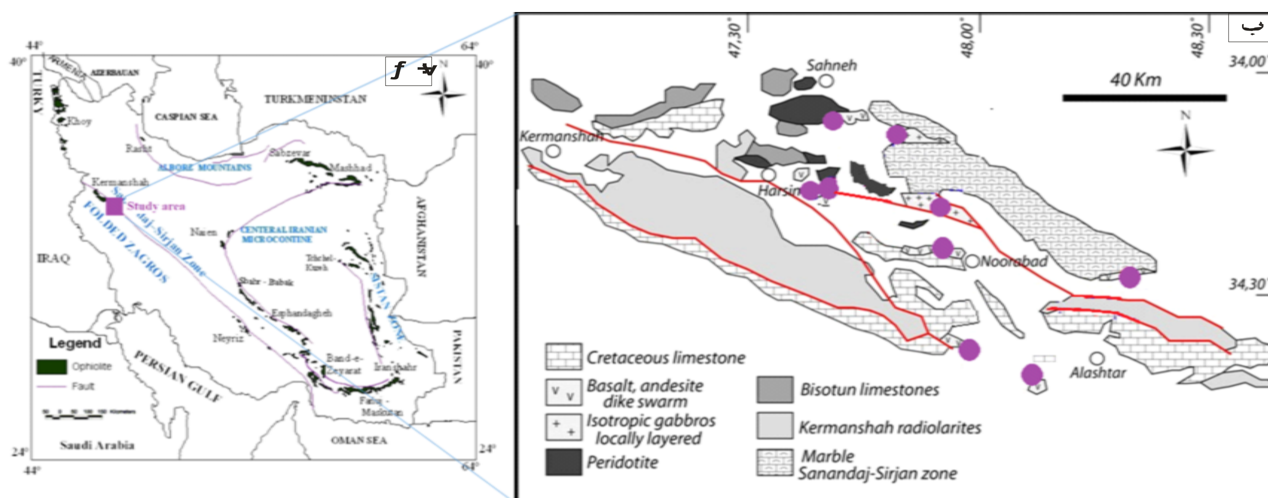
زئولیت‌ها از رایج‌ترین فراورده‌های واکنش شیمیایی آب‌های زیرزمینی و سنگ‌های پوسته‌ای بیشتر بازی هستند [۱]. این کانی‌ها آلومینوسیلیکات‌های آبدار از فلزات قلیایی و قلیایی خاکی با قابلیت تبادل و جذب کاتیونی هستند [۲]. مقادیر سیلیسیم، آلومینیوم، عناصر قلیایی و قلیایی خاکی مورد نیاز برای تشکیل زئولیت‌ها بیشتر از دگرسانی شیشه‌های آتشفشانی و فلدسپارها تأمین می‌شود [۳]. زئولیت‌های طبیعی اغلب از واکنش سیال با سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی تشکیل می‌شوند. برای این کانی ها، خاستگاه‌های مختلفی چون گرمابی، دگرگونی دفنی، رسوبی و آنالسیم دوتریک به صورت درشت بلور در سنگ‌های بیشتر بازی را در نظر می‌گیرند [۴]. تشکیل انواع زئولیت‌ها با تغییرات دما کنترل می‌شود [۵]. زئولیت‌های با خاستگاه گرمابی بیشتر برآمده از دگرسانی هستند که در شکستگی‌ها و حفره‌های سنگ‌های حدواسط و بازی تشکیل می‌شوند [۶]. از کانی‌شناسی زئولیت‌ها می‌توان به عنوان شاخصی برای دمافشارسنجی پوسته قاره‌ای و اقیانوسی استفاده نمود [۳، ۷]. برای تشکیل زئولیت‌ها، دمای ۵۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد، فشار کمتر از ۲۰۰ مگاپاسکال و یک محیط خنثی تا قلیایی اشباع از آب در نظر می‌گیرند [۲]. در این پژوهش، انواع زئولیت‌ها، توالی شکل‌گیری، ترکیب شیمیایی و خاستگاه آنها در گدازه‌های بالشی و دایک‌های دیابازی جنوب غرب الشتر بررسی شده است.

زمین شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در جنوب غرب الشتر، شمال استان لرستان واقع بوده و از نظر زمین‌شناسی ادامه مجموعه افیولیتی کرمانشاه است (شکل ۱).

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۱۱، پست الکترونیکی: ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.13.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.889]



شکل ۱ الف) توزیع توده‌های افیولیت در کمربند محوری زاگرس [۸]. ب) نقشه زمین‌شناسی ساده افیولیت نورآباد برگرفته از نقشه ۱٫۲۵۰۰۰۰ کرمانشاه [۹] با کمی تغییر [۱۰]. دایره‌های مشکی مکان های نمونه‌برداری را نشان می‌دهند.

این مجموعه افیولیتی در غرب ایران و انتهای شمال غربی دامنه زاگرس قرار دارد و بخشی از پهنه برخوردی بین کمربند زاگرس چین خورده و پهنه سنندج-سیرجان است [۱۱]. این مجموعه به صورت یک آمیزه افیولیتی مجزا از هم از پریدوتی های گوشته‌ای، توالی سنگ‌های گابرویی، پلاژیوگرانیت و مجموعه‌ای از دایک‌ها و بازالت‌های بالشی تشکیل شده است [۸] (شکل ۱). مجموعه افیولیتی کرمانشاه یک افیولیت به شدت دگرسان شده است [۹، ۱۲، ۱۳]. این دگرسانی مربوط به دگرسانی‌های گرمابی کف اقیانوس و دگرسانی‌های طی جایگزینی افیولیت‌هاست که منجر به تغییر بافت و شکل اولیه کانی‌ها شده و یک سری کانی ثانوی چون سرپانتین، آمفیبول، زئولیت، کلریت، پرهنیت، کلسیت، اپیدوت و اکسیدهای آهن جایگزین کانی‌های اولیه اولیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر شده‌اند. دایک‌ها در زیر گدازه‌های بالشی یا همراه آنها دیده می‌شوند و سنگ‌های آتشفشانی گاهی با سازند آغاجاری و کنگلومرای پلیوسن (سازند کنگلومرای بختیاری) پوشیده شده‌اند. دایک‌های دیابازی دارای حجم گسترده ولی پراکنده‌ای بوده، در سطح تازه دارای رنگ سبز و در سطح هوازده دارای رنگ قهوه‌ای هستند (شکل ۲). گدازه‌های بازالتی به شدت دستخوش دگرسانی و هوازدگی شده و به همراه دایک‌ها در محل شکستگی‌ها به شدت دچار فرسایش شده‌اند. در بعضی مناطق، این دایک‌ها به صورت آمیخته با گدازه‌های بالشی دیده می‌شوند. گدازه‌های بازالتی بیشتر به شکل گدازه‌های بالشی حفره‌دار هستند (شکل ۲). حفره‌ها نشان دهنده خارج شدن گاز هنگام سرد شدن سریع گدازه در کنار آب هستند. اغلب حفره‌های این سنگ‌ها با کانی‌های گرمابی و در مراحل بعدی با کربنات پر شده‌اند. در جاهای با درزه و شکاف بسیار، گدازه‌های بالشی به شدت تجزیه شده‌اند که به رنگ سبز دیده می‌شوند. از جمله کانی‌هایی که حفره‌ها، درزه و شکاف‌های این سنگ‌ها را پر می‌کنند گروه زئولیت‌ها هستند که در اینجا بررسی می‌شوند.

روش بررسی

طی بررسی‌های صحرایی، از زئولیت‌ها و سنگ‌های میزبان آنها ۲۰ نمونه جمع‌آوری و از آن‌ها مقطع نازک و نازک صیقلی تهیه شد. بررسی‌های میکروسکوپی در دانشگاه لرستان با میکروسکوپ قطبشی انجام گردید. سپس ۳ مقطع نازک صیقلی شامل متنوع‌ترین زئولیت‌ها برای تعیین ترکیب شیمیایی آنها با ریزپردازشگر الکترونی (EPMA) مدل Cameca SX100 با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ kV و شدت جریان ۲۰ nA در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران تجزیه شدند که نتایج ۸ نقطه از ۶۰ نقطه تجزیه شده به عنوان شاخص در جدول ۱ آمده است. همچنین به منظور شناسایی فازهای تشکیل دهنده زئولیت و کانی‌های همراه، یک نمونه در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به روش پراش پرتوی X (XRD) بررسی شد. برای بررسی ماهیت شیمیایی ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ مادر و شناسایی محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ میزبان زئولیت‌ها، تعداد ۱۲ نمونه سنگی از سنگ‌های تازه و کمتر هوازده در آزمایشگاه

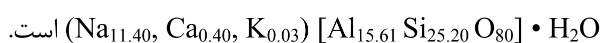
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.13.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.889]

LABWEST استرالیا بـا روش‌های طیف‌سنجی نشر نوری و جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-OES و ICP-MS، به ترتیب) تجزیه شدند [۱۰]. میزان خطا برای عناصر اصلی و فرعـی از ۰۰۱ تـا ۱ درصـد است.

سنگ میزبان زئولیت‌ها

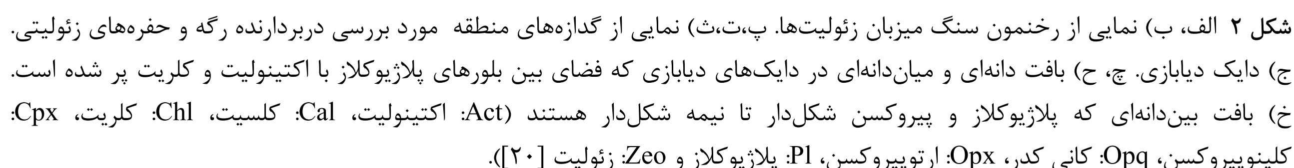
در منطقه مورد بررسی، دایک‌های دیابازی و گدازه‌های بالشی (شکل‌های ۲ الف تا ج) سنگ میزبان زئولیت‌ها هستند. دایک-های دیابازی دارای کانی‌های پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۵۰ درصد)، کلینوپیروکسن (۳۰ تا ۴۰ درصد) و کانی‌های کدر (۳ تا ۴ درصد)، آمفیبول، کلریت، زئولیت، پرهنیت و سریسیت هستند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های دلریتی، دانه‌ای و خال‌خال هستند. پلاژیوکلازها شکل‌دار تا به صورت نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند (شکل‌های ۲ ح و چ). کانی‌های کدر در این سنگ‌ها به صورت نیمه کروی تا کروی هستند که می‌تواند نشانه فاز تأخیری تبلور باشد (شکل‌های ۲ چ تا خ). کلینوپیروکسن‌ها در اثر دگرسانی کلریتی شده‌اند. کانی‌های پلاژیوکلاز با در کنار هم قرار گرفتن، فضاهای چند گوش را به وجود آورده و این فضاها توسط کانی‌های کلینوپیروکسن و کدر پر شده‌اند. گاه این فضای بین پلاژیوکلازها با کانی‌های کدر و شیشه پر شده و بافت میان‌دانه‌ای شکل گرفته است (شکل‌های ۲ چ و ح) و گاه با کانی کلینوپیروکسن پر شده است و بافت بین‌دانه‌ای ایجاد شده است (شکل ۲ خ). گدازه‌های بالشی دارای بافت ریزسنگی پورفیری، شیشه‌ای‌پورفیری و حفره‌دار هستند. کانی‌های این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز (۶۰ تا ۷۰ درصد)، کلینوپیروکسن (۲۰ تا ۳۰ درصد)، کانی‌های کدر (۱ تا ۲ درصد)، آمفیبول (اکتینولیت)، کلسیت و کلریت هستند. پلاژیوکلازها در لبه گدازه‌های بالشی بیشتر، ریزتر و دگرسان شده‌تر هستند و به سمت مرکز، پلاژیوکلاز درشت‌تر و دگرسانی کمتری دارند. حفره‌ها و شکستگی‌های این سنگ‌ها با کانی‌های کلریت، زئولیت و کلسیت پر شده‌اند. برای رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های مورد بررسی از نمودارهای Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2 [۱۴] و Nb/Y نسبت به Zr/TiO_2 [۱۵] استفاده شد که بر این اساس، دایک‌ها و گدازه‌ها در گستره بازالت تا آندزیت واقع هستند (شکل‌های ۳ الف و ب). در نمودار AFM [۱۶] و نمودار مرجع [۱۷]، دایک‌های دیابازی و گدازه‌های بازالتی در گستره آهکی قلیایی تا تولئیتی قرار دارند (شکل‌های ۳ پ و ت). برای تعیین موقعیت زمین‌ساختی سنگ میزبان زئولیت‌ها از نمودارهای Zr-Nb-Y و Zr/ Y به Zr [۱۸-۲۰] استفاده شد که بر این اساس، ماگمای اولیه سنگ‌های میزبان زئولیت‌ها می‌تواند از نوع بازالت‌های درون صفحه‌ای و مورب عادی باشد (شکل‌های ۳ ث و ج).

ناترولیت: ناترولیت از زئولیت‌های رشته‌ای [۲۱] است که در دایک‌ها و گدازه‌های بالشی منطقه مورد بررسی دیده می‌شود. این کانی از نظر ریختار از مزولیت و اسکولسیت قابل تشخیص نیست، اما براساس مشخصه‌های نوری می‌تواند قابل تفکیک باشد. ناترولیت در نور قطبشی بی‌رنگ تا زرد رنگ و در نور طبیعی بی‌رنگ است (شکل‌های ۴ ث، ج). ناترولیت در برخی از حفره‌ها و رگه‌های کوچک دارای بلور سوزنی باریک و گاهی بی‌شکل بوده، اما در حفره‌های بزرگتر به صورت بلور درشت‌تر است. ناترولیت می‌تواند همراه با مزولیت و اسکولسیت در حفره‌های سنگ‌های بازالتی و دایک‌های دیابازی تشکیل شود. ناترولیت فراوان‌ترین زئولیت در منطقه است. فرمول ناترولیت‌ها $Na_{16}Al_{16}Si_{24}O_{80.16}H_2O$ و استاندارد میانگین Tsi از ۰٫۵۹ تا ۶۲٫ متغیر است [۲۱]. نسبت Si/Al نیز حدود ۱٫۴۵ تا ۱٫۶۶ و مقدار کلسیم آن اغلب تا ۰٫۵۵ درصد [۲۱، ۲۲] و نسبت Na/Na+Ca به طور متوسط برابر با ۰٫۹۶ است. با توجه به تجزیه نقطه‌ای ناترولیت منطقه مورد بررسی، نسبت Tsi برابر با ۰٫۵۹ است. ناترولیت نسبت Si/Al برابر با ۰٫۴۶ و مقدار سیلیس بالا دارد. مقدار کاتیون‌های Na,Ca,k,Mg,Sr ناترولیت منطقه کم یا ناچیز بوده و مقدار این عناصر در ناترولیت استاندارد نیز ناچیز است. مقدار Ca برابر با ۰٫۵۷ است (جدول ۱). با توجه به نزدیکی بیشتر نمونه به استاندارد، در مقایسه با مراجع دیگر [۲۳، ۲۴] و دیگر نقاط ایران چون پرندک [۲۵-۲۷] و اراده تهران [۲۸]، می‌توان گفت که دارای ساختاری تا حدی منظم است. میانگین فرمول محاسبه شده برای ناترولیت‌های منطقه مورد بررسی بر اساس داده‌های جدول ۱ به صورت


$(Na_{11.40}, Ca_{0.40}, K_{0.03})\ [Al_{15.61}\ Si_{25.20}\ O_{80}] \cdot H_2O$ است.

مزولیت: مزولیت‌ها را نمی‌توان بر اساس ریخت‌شناسی آنها تشخیص داد، اما به کمک مشخصه‌های نوری قابل تشخیص هستند. مزولیت‌ها در نور طبیعی بی رنگ اما در نور متقاطع خاکستری و دارای طویل‌شدگی مثبت هستند. رشته‌های

مزولیت نسبت به ناترولیت و اسکولسیت، کوتاه و ضخیم هستند. آنها در برش عرضی به شکل مربعی و متوازی اضلاع دیده شده (شکل ۴ چ) و از زئولیت‌های رشته‌ای منطقه محسوب می‌شوند که اغلب با ناترولیت‌ها هم رشدی نشان می‌دهد. فرمول عمومی مزولیت $Na_{16}Ca_{16}Al_{48}Si_{72}O_{240.64}H_2O$ است که یک واحد ناترولیت و دو واحد اسکولسیت در ساختار آن دیده می‌شود. از این رو، ترکیب شیمیایی آن بین ناترولیت و اسکولسیت است. میانگین Tsi ۰٫۵۹ تا ۰٫۶۲ در نظر گرفته می‌شود [۲۱]. نسبت Si/Al در گستره ۱٫۶۲ تا ۱٫۶۶ قرار دارد و مقدار کلسیم ۰٫۴۵ تا ۰٫۵۰ درصد بوده که اغلب کمی بیشتر از سدیم است. نسبت Na+K/Mg+Ca+Sr+Ba از ۰٫۴۵ تا ۰٫۵۲ و نسبت Na/Na+Ca بین ۰٫۴۶ تا ۰٫۴۷ برآورده شده است [۲۲، ۲۳]. این در حالی است که تجزیه شیمیایی مزولیت‌های منطقه نشان می‌دهد که مقدار متوسط SiO_2 ۴۷٫۴۹ درصد بوده که نسبت به آنالسیم و ناترولیت کاهش یافته است. مقدار Al_2O_3 برابر با ۲۶٫۷۰ درصد وزنی بوده و Tsi برای مزولیت‌های منطقه برابر با ۰٫۵۹، نسبت Si/Al برابر با ۱٫۴۶ و نسبت Na/Na+Ca برابر با ۰٫۵۲ محاسبه شده است.

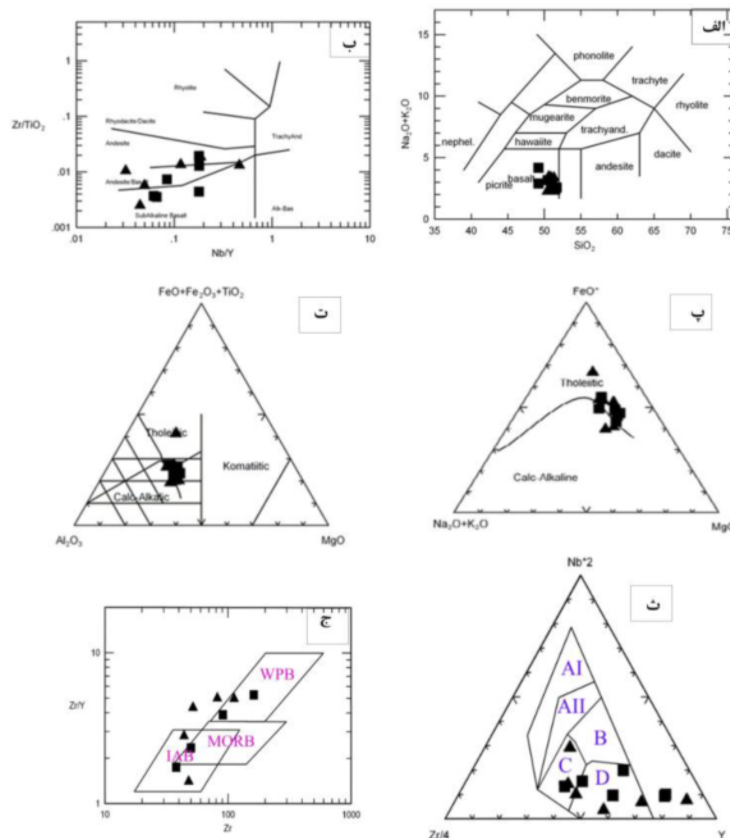


شکل ۲ الف، ب) نمایی از رخنمون سنگ میزبان زئولیت‌ها. پ،ت،ث) نمایی از گدازه‌های منطقه مورد بررسی دربردارنده رگه و حفره‌های زئولیتی. ج) دایک دیابازی. چ، ح) بافت دانه‌ای و میان‌دانه‌ای در دایک‌های دیابازی که فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز با اکتینولیت و کلریت پر شده است. خ) بافت بین‌دانه‌ای که پلاژیوکلاز و پیروکسن شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند (Act: اکتینولیت، Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Cpx: کلینوپیروکسن، Opq: کانی کدر، Opx: ارتوپیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز و Zeo: زئولیت [۲۰]).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.13.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.889]

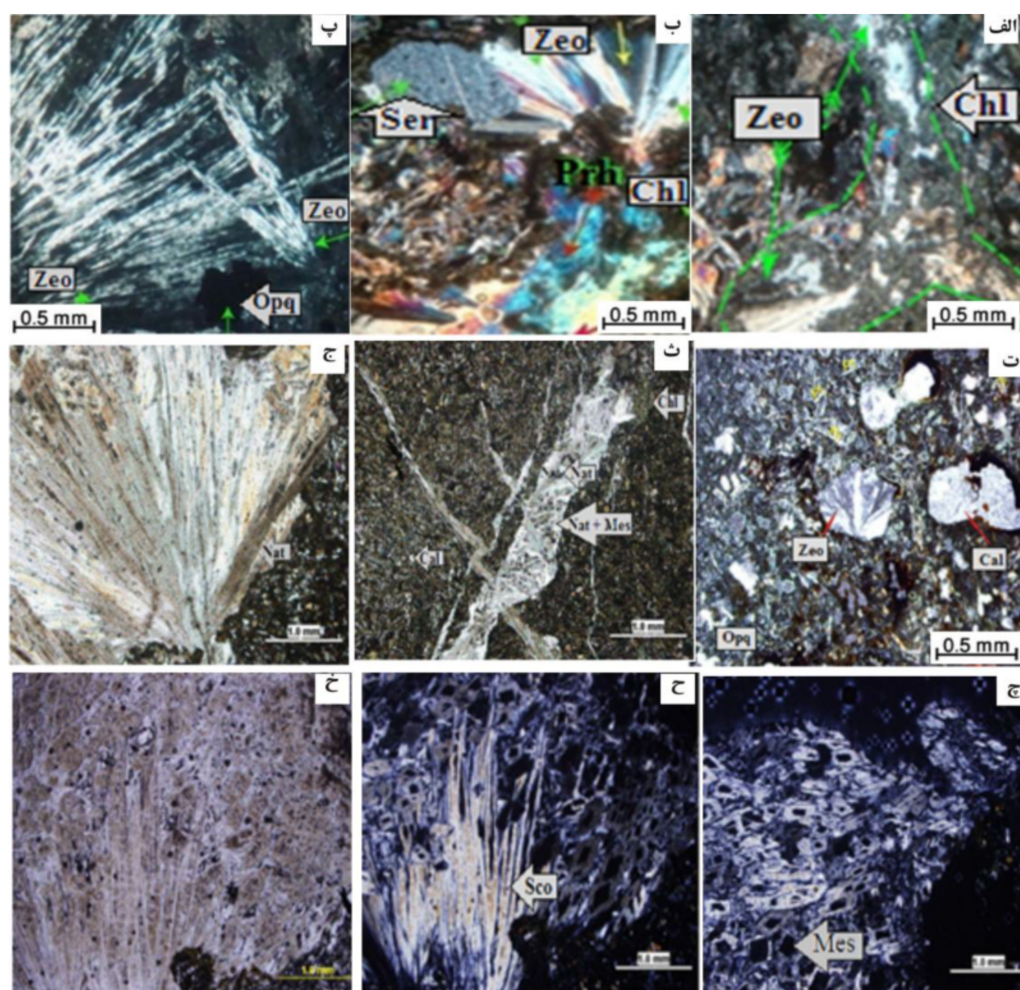
جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی زئولیت‌های جنوب غرب الشتر بر حسب درصد وزنی (Ana: آنالسیم، Mes: مزولیت، Nat: ناترولیت و Sco: اسکولسیت [۲۰، ۲۱]).

	Ana	Ana	Mes	Mes	Nat	Nat	Sco	Sco
SiO_2	۵۶٫۵۹	۵۹٫۹۰	۴۶٫۲۵	۴۷٫۷۴	۴۹٫۹۶	۵۰٫۰۷	۴۸٫۴۷	۵۱٫۴۴
Al_2O_3	۳۰٫۹۵	۲۹٫۵۴	۳۰٫۹۱	۲۷٫۲۴	۲۹٫۱۰	۲۹٫۲۵	۲۵٫۳	۲۷٫۶۶
FeO	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰
MnO	۰۰٫۰	۰٫۱۳	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰
MgO	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰٫۰۱	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰
CaO	۰٫۳۷	۰٫۴۲	۱۱٫۱۲	۸٫۸۹	۰٫۷۴	۱٫۴۰	۱۰٫۵۳	۹٫۰۸
Na_2O	۱۱٫۱۹	۷٫۰۶	۳٫۶۵	۳٫۱۹	۶٫۳۹	۵٫۳۴	۱٫۸۱	۲٫۹۳
K_2O	۰٫۰۵	۰٫۵۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۳۰	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۱
مجموع	۹۹٫۱۵	۸۸٫۳۹	۹۱٫۹۶	۸۹٫۰۹	۸۹٫۶	۸۶٫۱	۸۶٫۱۷	۹۱٫۱۳
اکسیژن	۹۶٫۰۰	۹۶٫۰۰	۸۰٫۰۰	۸۰٫۰۰	۸۰٫۰۰	۸۰٫۰۰	۸۰٫۰۰	۸۰٫۰۰
کاتیون								
Si	۳۰	۲۷٫۰۸	۲۴٫۰۸	۶۳٫۰۵	۲۰٫۱۸	۲۲٫۶۶	۲۱٫۸۰	۲۲٫۹۶
Al	۱۹٫۳۴	۱۸٫۴۲	۱۶٫۱۷	۴۹٫۶۷	۱۳٫۱۸	۱۵٫۶۰	۱۳٫۴۱	۱۴٫۵۵
Fe	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰٫۰۴	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰
Mn	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰
Mg	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰٫۰۶	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰
Ca	۰٫۲۱	۰٫۲۳	۴٫۹۸	۱۶٫۲۴	۰٫۳۲	۰٫۶۷	۵٫۰۷	۴٫۳۴
Na	۱۲٫۰۱	۷٫۲۴	۴٫۹۹	۹٫۶۴	۵٫۰۵	۴٫۶۸	۱٫۵۷	۲٫۵۳
K	۰٫۳۳	۰٫۰۳	۰٫۱۳	۰٫۰۳	۰٫۱۵	۰٫۰۱	۰۰٫۰	۰٫۰۵
Si/Al	۱٫۵۵	۱٫۴۷	۱٫۴۹	۱٫۲۶	۱٫۴۶	۱٫۴۵	۱٫۶۰	۱٫۵۷
T_{Si}	۰٫۶۰	۰٫۵۹	۰٫۶۰	۰٫۵۵	۰٫۵۹	۰٫۵۹	۰٫۶۰	۰٫۶۱



شکل ۳ الف) نمونه‌های برداشت شده از دایک‌های دیابازی غرب الشتر در نمودار SiO_2 نسبت به Na_2O+K_2O [۱۴]. ب) نمودار Nb/Y به Zr/TiO_2 که بر اساس آن، سنگ‌های مورد بررسی بازالت نیمه قلیایی، بازالت و آندزیتی هستند [۱۵]. پ) نمودار AFM [۱۶] که بر پایه آن، نمونه‌های منطقه الشتر بیشتر گرایش به سری‌های تولئیتی نشان می‌دهند. ت) نمودار مثلثی مرجع [۱۷] که براساس آن، سنگ‌های آتشفشانی منطقه در گستره بازالت‌های آهکی قلیایی و تولئیتی قرار دارند. ث و ج) نمودارهای Zr-Nb-Y و Zr/ Y نسبت به Zr [۱۸، ۱۹] که بر پایه آنها، ماگمای اولیه سنگ‌های مورد بررسی در گستره بازلت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی و بازالت‌های درون صفحه‌ای واقع هستند. (مثلث: دایک‌های دیابازی، مربع: گدازه‌های بالشی، AI: بازالت قلیایی درون صفحه‌ای، AII: بازالت قلیایی درون صفحه‌ای و تولئیت‌های درون صفحه‌ای، B: مورب نوع E، C: بازالت‌های قوس آتشفشانی و تولئیت‌های درون صفحه‌ای، D: بازالت‌های قوس آتشفشانی و مورب نوع N).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.13.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.889]



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از الف) حفره پرشده با زئولیت که کلریت در لبه آنها تشکیل شده است، ب) دگرسانی سریسیتی و تشکیل زئولیت، پرهنیت و کلریت، پ، ت) رشته‌های ناترولیت همراه با دیگر زئولیت‌های رشته‌ای (در نور قطبیده متقاطع، XPL)، ث) رگه و رگچه پر شده با زئولیت‌های رشته‌ای، ج،چ) ناترولیت و مزولیت از حفره بازالت منطقه جنوب غرب الشتر (در XPL)، ح ، خ) بلورهای سوزنی اسکولسیت بین ناترولیت و مزولیت (در نورهای قطبیده متقاطع و صفحه‌ای).

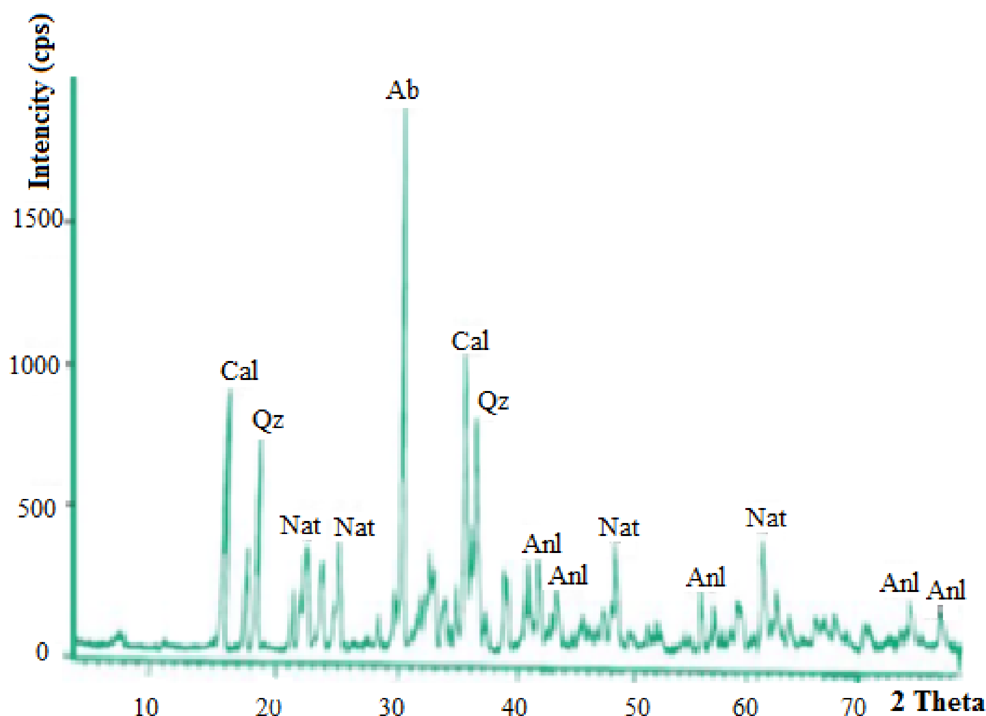
مزولیت‌ها در منطقه الشتر فراوانی کمتری نسبت به ناترولیت‌ها دارند و در شرایطی که نیاز به سدیم و کلسیم برای تشکیل مزولیت‌هاست که از تجزیه کانی‌های اولیه به دست می‌آیند، مقدار سدیم و کلسیم تا حدی پایین‌تر از حالت استاندارد است. در نتیجه، ساختار بلور نامنظم است. از آنجا که نمونه‌های مورد بررسی در مقایسه با مراجع دیگر [۲۵،۲۴] و دیگر نقاط ایران چون پرندک [۲۶-۲۸] و اراده تهران [۲۹] اختلاف کمی نشان می‌دهند، میانگین فرمول محاسبه شده برای مزولیت منطقه به صورت $(Na_{4.56}, Ca_{4.91}, K_{0.09})\ [Al_{16.24}\ Si_{24.17}O_{80}] \cdot H_2O$ است.

اسکولسیت: اسکولسیت دارای فرمول $Ca_8Al_{16}Si_{24}O_{80.24}H_2O$ بوده و به زئولیت کلسیم‌دار معروف است. اسکولسیت‌های منطقه دارای شکستگی عمود بر طول کانی هستند و با مزولیت هم رشدی دارند. اسکولسیت در نور طبیعی بی رنگ و در نور قطبشی بی‌رنگ تا زرد رنگ بوده (شکل‌های ۴ ح، خ) و دارای طویل‌شدگی منفی است. سیستم بلوری آن تک‌میل است و به ناترولیت و سایر زئولیت‌های رشته‌ای کمیاب شباهت دارد. البته، داشتن خاموشی مایل با زاویه ۱۷ درجه و ماکل کمک خوبی برای تشخیص آن است. از ویژگی‌های استاندارد اسکولسیت‌ها مقدار Tsi ۰٫۶۰ تا ۰٫۶۲ و نسبت Na+K/Mg+Ca بین ۰ تا ۰٫۱۶ است [۲۱، ۲۲]. اسکولسیت کلسیم زیادی دارد، اما مقدار پتاسیم و سدیم آن ناچیز است. براساس تجزیه شیمیایی اسکولسیت‌های منطقه الشتر، میانگین Tsi برابر با ۰٫۶۲ و نسبت Na+K/Mg+Ca حدود ۰٫۱۷

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.13.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.889]

محاسبه شده است. Tsi پایین‌تر از حالت استاندارد بوده و بنابراین ساختار بلور نامنظم است. تغییر تدریجی ترکیب مایع طی رشد بلور مزولیتی که به پایداری رسیده است و با ناترولیت‌ها هم رشدی دارد، باعث تشکیل اسکولسیت می‌شود. اسکولسیت مقدار کلسیم مورد نظر برای تشکیل خود را به احتمال بسیار از سنگ‌های آهکی واقع بر گدازه بالشی و دایک دیابازی تأمین می‌کند. نتایج تجزیه ریزپردازشی اسکولسیت‌های منطقه در جدول ۱ آمده است. از آنجا که نمونه با مراجع دیگر [۲۴-۲۶] و دیگر نقاط ایران چون پرندک [۲۸] و ارداه تهران [۲۹] همخوانی قابل قبولی دارد، میانگین فرمول محاسبه شده برای اسکولسیت منطقه مورد بررسی به صورت $(Na_{0.8}, Ca_{6.17}, K_{0.09})$ $[Al_{15.5}0\ _{Si25.01}\ O_{80}]$ • H_2O است.

آنالسیم: آنالسیم با فرمول ساختاری $Na_{16}(Al_{16}Si_{32}O_{96}).16H_2O$ از دیگر زئولیت‌های طبیعی است. آنالسیم از زئولیت‌های دانه‌ای محسوب می‌شود که در حفره‌های سنگ‌های مورد بررسی به روش XRD شناسایی گردید و ناترولیت، کلسیت و آلبیت از همراه‌های اصلی این کانی محسوب می‌شوند (شکل ۵). این کانی می‌تواند در دمای به نسبت بالا شکل گیرد که نشان دهنده فعالیت محلول‌های گرمابی با دمای بالاست و یا در محیط‌های دریاچه‌های شور قلیایی، محیط‌های گرمابی و یا در دگرگونی‌های ضعیف تشکیل گردد. در طبیعت، آنالسیم را می‌توان به صورت بلورهایی با تقارن‌های متفاوت جون مکعبی، چارگوشی، راستگوشی و سه‌میل یافت که این تفاوت در تقارن‌های موجود از تفاوت در دمای تشکیل آنها ناشی می‌شود، به طوری که با افزایش دما، ساختار از راستگوشی به مکعبی تغییر می‌کند. آنالسیم می‌تواند در دمای ۱۵۰ درجه سانتی گراد و در حضور سیال Na+/K به وجود آید که نشاگر نقش قابل‌ملاحظه سدیم در تشکیل آن است. تشکیل آنالسیم با افزایش سدیم و pH می‌تواند با مقدار سیلیس کمتر نیز همراه باشد [۳۰]. در منطقه مورد بررسی، آنالسیم به همراه آلبیت به کمک XRD شناسایی شده است (شکل ۵). با توجه به شباهت فرمول ساختاری آنالسیم $NaAlSi_2O_6{\bullet}nH_2O$ و آلبیت $NaAlSi_3O_8$ و اینکه فلدسپات‌ها می‌توانند از مواد پیش‌ساز زئولیت‌ها باشند، می‌توان گفت که آلبیت در منطقه الشتر از مواد پیش‌ساز برای زئولیت‌های سدیم‌دار از جمله آنالسیم بوده است: $NaAlSi_3O_8 + nH_2O = NaAl\ Si_2O_6{\cdot}nH_2O + SiO_2$.



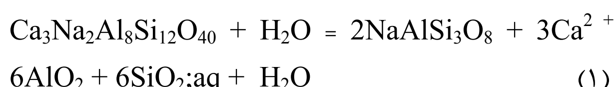
شکل ۵ الگوی پراش پرتو ایکس ناترولیت و آنالسیم موجود در رگه های زئولیتی گدازه‌های بالشی منطقه غرب الشتر (Ana: آنالسیم، Nat: ناترولیت، Q: کوارتز، Alb: البیت و Cal: کلسیت)

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.13.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.889]

شیمی کانی زئولیت

ترکیب شیمیایی زئولیت‌ها نشانگر عواملی چون ترکیب سیال سازنده‌ی، سنگ میزبان و فرآیندهای تشکیل دهنده‌ی آن‌هاست. با توجه به موارد زیر می‌توان زئولیت‌های منطقه را از نوع گرمابی دانست، البته نقش آب‌های جوی را نیز نباید نادیده گرفت. زئولیت‌های رشته‌ای از جمله ناترولیت در حفره‌های سنگ‌های آتشفشانی بسیار اما در سنگ‌های درونی کمیاب هستند [۳۱]. نسبت Si/Al کمتر از ۲ در زئولیت‌های با خاستگاه گرمابی معمول بوده اما این نسبت در زئولیت‌های با خاستگاه رسوبی و دگرگونی، از جمله آنالسیم، بیش از ۲/۲ بوده و همراهی دیگر زئولیت‌ها در توف و توفیت‌ها معمول بوده است [۳۱-۳۳]. بر اساس بررسی‌های میکروسکپی و تجزیه ریزپردازشی، تنوع خوبی از زئولیت‌ها و کانی‌های وابسته وجود دارد که توزیع نامنظم آنها در حفره‌ها به عواملی چون موضعی بودن جریان گرمابی، فعالیت یونی سیال و قابلیت نفوذ در سنگ میزبان مربوط است. تبادل یونی در کاتیون‌ها سبب تنوع در ترکیب زئولیت‌ها می‌شود [۱]. در شکل ۶، ترکیب شیمیایی زئولیت‌های منطقه غرب الشتر رسم شده است که پراکندگی کاتیون‌های فراشبکه‌ای در ساختار آنها را نشان می‌دهد. در ساختار کاتیون‌های فراشبکه‌ای، سدیم بیش‌ترین گسترش را دارد. مزولیت کاتیون‌های تقریبا برابری از Ca و Na را نشان می‌دهد و اسکولسیت نیز دارای بیشترین کاتیون‌های دوظرفیتی در قطب غنی از Ca است (شکل ۶). ترکیب زئولیت‌های منطقه در گستره کلسیم و سدیم‌دار است. البته، در مورد جایگاه آهن نظرهای مختلفی مطرح شده است. برخی Fe^{3+} را به صورت فراشبکه‌ای می‌دانند که نمی‌تواند در چاروجهی حضور یابد [۳۴]. از آنجا که ساختار فیزیکی زئولیت‌ها اغلب سفیدرنگ است، آهن را به عنوان ناخالصی موجود در آن‌ها در نظر می‌گیرند که در فرمول شیمیایی به کار نمی‌رود، زیرا این عنصر می‌تواند در ساختار کانی‌های رسی اسمکتیت حضور داشته و پیش و پس از تشکیل زئولیت‌ها خارج شود.

کلسیت مانند ناترولیت به عنوان فراورده جایگزینی و پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌ها و همچنین فازهای زمینه است (شکل ۴ الف). کلسیت به عنوان نسل جوان‌تر زئولیت‌ها ایجاد شده است. آلبیت ($NaAlSi_3O_8$) به عنوان جایگزینی در جای پلاژیوکلاز ($Ca_3Na_2Al_8Si_{12}O_{40}$) تشکیل می‌شود (واکنش زیر) که تشخیص آن توسط XRD می‌تواند نشان بر تشکیل مواد پیش ساز زئولیت از آن باشد (شکل ۵).



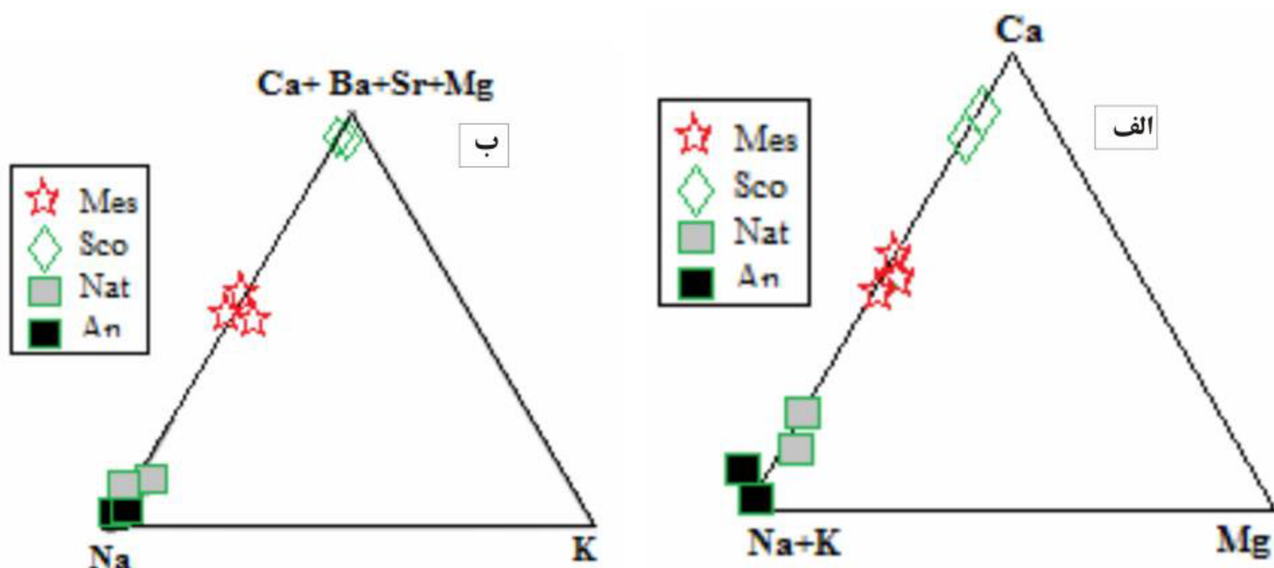
$$Ca_3Na_2Al_8Si_{12}O_{40} + H_2O = 2NaAlSi_3O_8 + 3Ca^{2+} + 6AlO_2 + 6SiO_2;aq + H_2O \quad (۱)$$

دمای تشکیل زئولیت‌ها

زئولیت‌ها از جمله کانی‌های مورد استفاده برای زمین دماسنجی هستند [۳۵]. آنها در گستره وسیعی از دما در محیط‌های غنی از آب یا در شرایط تدفین در عمق متوسط پایدار هستند [۲۰] . البته، بیشتر زئولیت‌ها در محیط‌های کم فشار تشکیل می‌شوند و به نظر می‌رسد که افزایش فشار اثر کمی بر نوع زئولیت متبلور شده داشته باشد. بررسی میانبارهای سیال موجود در کلسیت یافت شده در منطقه پنینسولا در کیویناو[1] میشیگان نشان می‌دهد که ناترولیت در دمای ۱۳۳ درجه سانتی‌گراد شکل می‌گیرد و بر اساس داده‌های برآمده از چاه‌های زمین گرمایی در بازالت از ایسلند، مزولیت در عمق ۴۵۰ تا ۱۲۰۰ متر و در دمای ۷۰ تا ۱۰۰ درجه سانتیگراد متبلور می‌شود [۳۶]. ناترولیت در فعالیت دگرگونی گرمابی دما پایین (در دمای ۱۰۰ درجه سانتیگراد) در گروه آتشفشانی دنیدن[2] نیوزیلند به عنوان کانی ثانوی گزارش شده است [۳۷]. اسکولسیت در مناطق گرمابی در دمای ۷۰ تا ۱۰۰ درجه سانتی گراد تشکیل می‌شود [۲]. اسکولسیت به عنوان فراورده دگرسانی دما پایین در راستای شکستگی سنگ‌های دگرگونی نیز شکل می‌گیرد. آنالسیم از سیال‌های گرمابی در دمای ۱۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی گراد تشکیل می‌شود [۳۶]. از آنجاکه دمای کانی‌زایی با گذر زمان از دیواره حفره‌ها به سمت مرکز کاهش می‌یابد، زئولیت‌های متبلور شده در لبه حفره‌ها درشت هستند. این به زمان کافی برای تبلور و تشکیل در دمای بالا اشاره دارد، افزون بر اینکه زئولیت‌ها با انباشت‌های ریز بلور و نداشتن شکل بلوری ویژه بیانگر تبلور در دماهای پایین‌تر و بالاتر بودن سرعت تبلور هستند. در قیاس با یافته‌های سامانه زمین گرمایی ایسلند [۳۶]، می‌توان پیشنهاد کرد که در آغاز، محلول گرمابی دمای بالا در منطقه وجود داشته است [۱]. تعیین دقیق دمای تشکیل زئولیت‌ها نیازمند بررسی سیال درگیر است. پایین بودن دمای سیال و به احتمال بسیار حجم کم آن می‌تواند دلیلی بر شکل نگرفتن زئولیت‌های بسیار درشت باشد، زیرا نهشته بزرگ در pH به شدت قلیایی (۹/۵ تا ۱۰) تشکیل می‌شود [۳۸].

1 -Keweenaw Peninsula
2 -Dunedin

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.13.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.889]



شکل ۶ نمودارهای پراکندگی کاتیون‌های فراشبکه‌ای در ساختار زئولیت‌های جنوب غرب الشتر: الف) نمودار سه تایی Ca K+Na, Mg که نشان می‌دهد که زئولیت‌های منطقه الشتر از نوع سدیم و کلسیم‌دار هستند و نوع سدیم‌دار گسترش بیشتری دارد. ب) نمودار مثلثی Ca+Ba+Sr+Mg, Na, K زئولیت‌های منطقه که بر اساس آن، اسکولسیت و مزولیت بیشترین کاتیون‌های دوظرفیتی در ساختار چاروجهی خود را دارند، در حالی که در ساختار چاروجهی ناترولیت و آنالسیم بیشترین مقدار کاتیون سدیم وجود دارد.

بحث

افیولیت‌های منطقه مورد بررسی به شدت دگرسان شده هستند که این منجر به تغییر بافت و شکل اولیه کانی‌ها شده است. دگرسانی در بیشتر پلاژیوکلازها به خوبی قابل مشاهده است و توسط کانی‌های ثانوی از جمله زئولیت و کلسیت جایگزین شده و این کانی‌های ثانوی حفره‌ها و شکستگی‌های سنگ‌ها را پر کرده‌اند. دگرسانی شیشه آتشفشانی و کانی‌های اولیه، عناصر لازم برای تشکیل زئولیت‌ها را فراهم کرده است. از سوی دیگر، به دلیل فعالیت بالای Si، شرایط برای تشکیل بلور آنالسیم ایجاد شده است. آلبیت و آنالسیم ممکن است که با هم در یک گستره پایداری باشند و با وجود Si و Na برآمده از آب اقیانوس یا تجزیه شیشه آتشفشانی، شرایط را برای تشکیل بلور ناترولیت فراهم می‌کنند [۳۱، ۳۹]. ناترولیت گاهی به صورت همپوشی با مزولیت دیده می‌شود (شکل ۴ ث). با توجه به وجود کانی‌هایی چون کلریت، کلسیت، کوارتز و آلبیت می‌توان گفت که آن‌ها در معرض دگرگونی بستر اقیانوسی و شرایط دگرگونی از رخساره زئولیت بوده‌اند. البته، همراهی کانی‌های شاخص دگرگونی چون ترمولیت، اکتینولیت، پرهنیت –پومپله ایت نیز کمک بوده [۳۹] که در این پژوهش، اکتینولیت و پرهنیت دیده شده است. از سویی، در منطقه الشتر، دایک‌ها زیر گدازه‌های بالشی قرار دارند و به دلیل حرکت محلول‌های گرمابی در آن ها، دستخوش دگرسانی گرمابی شده‌اند. بر اساس بررسی دقیق مقاطع میکروسکوپی، صحرایی و تقدم و تأخر کانی‌ها، به نظر می‌رسد که توالی همبرزایی زئولیت‌های متبلور شده طی دو مرحله شکل گرفته باشد: نخست زئولیت‌های غنی از سدیم و سپس غنی از کلسیم (شکل ۷).

از آنجا که نخستین زئولیت‌های تشکیل شده از محلول با Si/Al کنترل می‌شوند [۳۹]، تنوع زئولیت‌ها در حفره‌های بزرگتر مربوط به فراوانی سیال گرمابی دما بالا و در دسترس بودن مواد آغازین و گستره دمایی وسیع است؛ حفره‌های کوچکتر پس از تشکیل حفره‌های بزرگتر، با کمبود سیال، در دمای پایین‌تر و به احتمال بسیار با تأمین عناصر مورد نیاز خود از واکنش با دیواره‌ی حفره‌ها به وجود آمده‌اند. بنابراین دلیل تنوع زئولیت‌ها در حفره‌های سنگ‌های مورد بررسی از یک نقطه به نقطه دیگر تزریق‌های مکرر ماگمایی (در اثر وجود دایک‌های دیابازی و گدازه‌های بالشی در منطقه)، فعالیت سیال یونی در منافذ چندمرحله‌ای سیال‌های گرمابی درون شکستگی‌ها و اثرگذاری بر فازهای کانیایی پیشتر تشکیل شده است [۴۰] که باید آن را به حساسیت زئولیت‌زایی به تغییرات جزئی شرایط شیمیایی و یا فیزیکی محلول‌ها و مواد آغاز کننده نسبت داد.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.13.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.889]

کانی	مرحله I	مرحله II
کلریت		
آلبیت		
آنالسیم		
ناترولیت		
مزولیت		
اسکولیت		
کلسیت		

شکل ۷ توالی تشکیل کانی‌های زئولیت و دیگر کانی‌های ثانوی همراه در منطقه الشتر.

در مراحل بعد، به دلیل وجود Na و Ca ناشی از تجزیه کانی‌های سنگ‌ساز چون پلاژیوکلاز و شیشه آتشفشانی، بلور مزولیت شکل می‌گیرد که گاهی هم رشدی با ناترولیت را نشان می‌دهند (شکل ۷). طی رشد بلور زئولیت، مزولیت با تغییر تدریجی ترکیب سیال غنی از Ca باعث تشکیل اسکولسیت می‌شود (شکل‌های ۴ خ، ح) که فضای بین ناترولیت و مزولیت را پر می‌کند. در این مرحله، مقدار Si کاهش ولی مقدار Si/Al و Ca افزایش می‌یابد. هنگام تبلور اسکولسیت، کاهش کلسیم در محلول منجر به جابجایی جزئی لبه‌های بلور مزولیت توسط ناترولیت می‌شود. افزایش این مقادیر باعث افزایش فعالیت H_2O و نسبت Si / Al می‌شود. در مرحله‌ای که مایعات غنی از کلسیم بوده‌اند، مزولیت یا اسکولسیت تشکیل شده است [۴۱-۴۴] که سیال‌ها می‌توانند از طریق گردش در واحدهای رسوبی آهکی، غنی از Ca شده باشند. از آنجاکه سنگ‌های آهکی الیگومیوسن بر هارزبورژیت‌های بالای گدازه‌های بالشی و دایک-های دیابازی واقع هستند، به احتمال بسیار این سنگ‌ها تأمین کننده کلسیم مورد نیاز کانی‌های ثانویه‌ی منطقه بوده‌اند. کلسیت آخرین کانی تشکیل شده بوده که زمانی که محلول اشباع از Ca بوده است حفره‌ها از کلسیت پر شده‌اند و رسوب کلسیت نشان می‌دهد که تراکم بالای CO_2 در مراحل پایانی در دماهای پایین می‌تواند در تشکیل آن بسیار مؤثر بوده باشد [۳۱].

برداشت

زئولیت‌ها به عنوان فراورده‌های عمده جانشینی ثانوی در گدازه‌های بالشی و دایک‌های دیابازی منطقه الشتر جایگزین کانی‌های اولیه چون فلدسپار شده‌اند. این کانی‌ها در شکستگی-ها و حفره‌های سنگ‌ها دیده می‌شوند. عناصر مورد نیاز برای تشکیل زئولیت‌ها از جمله آلومینیوم، سیلیسیوم و کاتیون در اثر واکنش شیشه آتشفشانی و کانی‌هایی چون الیوین و فلدسپار شسته شده و وارد شاره زئولیت‌ها شده‌اند. البته، نقش واحدهای آهکی منطقه را نیز باید در نظر داشت. ناترولیت‌ها فراوان‌ترین کانی‌ها در حفره‌ها و رگه‌ها هستند؛ سپس از نظر فراوانی مزولیت و اسکولسیت قرار دارند. وجود کانی‌های گویای دگرگونی از جمله اکتینولیت و کلریت و وجود آنالیسم با نسبت بیش از ۲٫۲ در حفره‌ها به احتمال بسیار می‌توانند نشانگر خاستگاه دگرگونی و گرمابی باشند. البته، نقش آب‌های جوی را نباید نادیده گرفت. زمین ساخته و حفره‌دار بودن سنگ‌های این منطقه باعث سهولت حرکت مواد گرمایی و گسترش کم و بیش زئولیت‌زایی در منطقه شده است. بررسی‌های آزمایشگاهی و میدانی نشان می‌دهد که فعالیت سیلیس محلول، غلظت کاتیون، pH و دما عوامل مهمی در تشکیل انواع مختلف زئولیت‌ها هستند. تنوع و فراوانی زئولیت‌ها از یک نقطه به نقطه دیگر و از یک حفره کوچک به حفره بزرگتر متفاوت است. دلیل آن را می‌تواند تفاوت در نفوذپذیری سنگ میزبان، یکسان نبودن نفوذ و مقدار سیال گرمابی در نقاط مختلف و سرد شدن سریع و ناگهانی آن باشد که سبب از دست رفتن فرصت تشکیل زئولیت‌ها در دماهای پایین و بلوری نشدن آنها شده است. مقایسه ترکیب شیمیایی زئولیت‌های منطقه با نمونه استاندارد نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی آن از مقدار استاندارد پایین‌تر است و زئولیت‌ها دارای ساختار نامنظمی شده‌اند. البته، هم رشدی آنها نیز باعث این بی نظمی شده است. با توجه به وجود CO_2 در سیال‌های گرمابی و گریزندگی بالای اکسیژن، کلسیت در حفره‌ها تشکیل شده است. بر اساس شواهد موجود، دمای تشکیل زئولیت‌های مورد بررسی می‌تواند تا ۲۵۰ درجه سانتی گراد باشد.

مراجع

[1] Bish D.L., Ming D.W., *Natural Zeolites: occurrence, properties; applications",* 654 pp.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.13.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.889]

Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neotethys oceanic branch between Arabia and Iran", Ofioliti, 35 (2010) 71-90.

[13] Ghazi A., Hassanipak A.A., *"Geochemisty of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone ,western Iran:implication on Tethyan plate tectonice",* J. Asian Earth Sci., 17 (1999) 319-332.

[14] Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J., *The Interpretation of Igneous Rocks",* George, Allen and Unwin, London (1979).

[15] Winchester J. A., Floyd, P. A., *"Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements",* Chemical Geology, 20 (1977) 325-343.

[16] Irvine T.N.J., Baragar W.R.A.F., *"A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks",* Canadian Journal of Earth Sciences, 8 (1971) 523-548.

[17] Jensen L.S., *"A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks",* Ontario Department of Mines, Miscellaneous Paper 66 (1976).

[18] Pearce J.A., Norry M.J., *"Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks",* Contributions to Mineralogy and Petrology, 69(1979) 33-37.

[19] Meschede M., *"A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram",* Chem. Geology, 56 (1986) 207-218.

[20] Siivola1 J., Schmid R., "*List of Mineral Abbreviations*". Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07. www.bgs.ac.uk/scmr/home.html

[21] Coombs D.S., Alberti A., Armbruster T., Artioli G., Colella C., Galli E., Grice J.D., Liebau F., Mandarino J., Minato H., Nickel E., Passaglia E., Peacor D.R., Quartieri S., Rinaldi R., Ross M., Sheppard R.A., Tillmanns E., Vezzalini G., *"Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the subcommittee on zeolites of international mineralogical association commission on new minerals and mineral names",* The Canadian Mineralogist, 35 (1997) 1571-1606.

[22] Alberti A. Pongiluppi D., Vezzalni G., *The crystal chemistry of natrolite, mesolite and* Reviews in Mineralogy and Geochemistry 45, Mineralogical Society of America, Geochemical Society (2001).

[2] Gottardi G. , Galli E., *" Natural zeolites",* Springer, 409 pp (1985).

[3] Weisenberger T.B., Selbekk R.S., *"Multistage zeolite facies mineralization in the Hvalfjördur area, Iceland",* International Journal of Earth Sciences 98 (2009) 985-999.

[4] Bazargani Guilani, K., Rabbani M.S., Irajian A.A., *"A review on natural zeolites of Iran",* Joint Meeting of the Geological Society of America, Abstract (2009).

[5] Bear A.N., Giordano G., Giampaolo C., Cas R.A.F., *Volcanological constraints on the post-emplacement zeolitisation of ignimbrites and geoarchaeological implications for Etruscan tomb construction (6th–3rd century B.C) in the Tufo Rosso a scorie nere, vico caldera, Central Italy",* Volcanology and Geothermal Research, 183 (2009) 183-200.

[6] Weisenberger T., Bucher K., *"Zeolite in fissures of granites and gneisses of the central Alps"* Journal of metamorphic Geology, 28 (2010) 825-847.

[7] Neuhoff P.S., Fridriksson T., Bird D.K., *"Zeolite parageneses in the north Atlantic igneous province: implications for geotectonics and groundwater quality of basaltic crust",* International Geology Review, 42 (2000) 15-44.

[8] Stocklin J., *"Possible Ancient Continental Margin in Iran",* In: Burke C.A., Drake C.L. Eds, the Geology of Continental Margins, Springer, New York, 873-887 (1974).

[9] Braud J., *"Geological Map of Kermanshah, 1/250000 scale",* Geological Survey of Iran (1978).

[10] Kiani M., *"Geochemistry, economic geology and petrogenesis of the ophiolite complex in the Alashtar-Kermanshah axis".* MSc thesis, Islamic Azad University, Khorramabad Branch, Iran (2011). (in Persian)

[11] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., *"Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation",* International Journal of Earth Sciences, 94 (2005) 401–419.

[12] Allahyari K., Saccani E., Pourmoafi M., Beccaluva L., Masoudi F., *"Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the*

[33] Iijima A., Hay R.L., *"Analcime composition in tuffs of Green River Formation of Wyoming"*, Amrican Mineralogy, 53 (1968) 184-200.
[34] Marco J.F., Gracia M., Gancedo J.R., González-Carreño T., Arcoya A., Seoane X.L., *"On the state of iron in a clinoptilolite"*, Hyperfine Interact 95 (1995) 53–70.
[35] Gíslason S.R., Eugster H. P., *"Meteoric water-basalt interactions I: A laboratory study"*, Geochemica et Cosmochimica Acta, 51 (1987) 2827-2840.
[36] Kristmannsodóttir H., Tomasson J., *"Zeolite zones in geothermal areas in Iceland"*, In: Sand L.B. and Mumpton F.A. (Eds.) Natural Zeolites. Pergamon, Oxford, 277-284 (1978).
[37] Graham I.T., Pogson R.E., Colchester D.M., Baines A., *"Zeolite crystal habits, compositions, and paragenesis; Blackhead Quarry, Dunedin, New Zealand"*, Mineralogical Magazine, 67 (2003) 625-637.
[38] Taylor M.W., Surdam R.C., *"Zeolite reaction in tuffaceous sediments Teels Marsh, Nevada"*, Clays and Clay Minerals, 29 (1981) 341-352.
[39] Liou J.G., *"Zeolite facies metamorphism of basaltic rocks from the east Taiwan Ophiolite"*, American Mineralogist, 64 (1979) 1-14.
[40] Pe-Piper G., *"Mode of occurrence, chemical variation and genesis of mordenite and associated zeolites from the Morden area, Nova Scotia, Canada"*, The Canadian Mineralogist, 38 (2000) 1215-1232.
[41] Comin Chiaramonti P., *"The Teic Dam analcimite (Eastern Azarbaijan, north- estern Iran)"*, Bull. Soc. Fr. Mineral Cristallography, 100 (1977)113.
[42] Steefel C.I., Lasaga A.C., *"Putting transport into water-rock interaction models"*, Geology, 20 (1992) 680-684.
[43] Surdam R.C., Sheppard R.A., *"Zeolites in saline, alkaline-lake deposits"*, 145-175 in: Natural Zeolites: Occurrence. Properties, Use (L.B. Sand & F.A. Mumpton, editors). Pergamon Press, Oxford, UK (1978).
[44] Moiola R., *"Authigenic zeolites and K-feldspar in the Esmeralda Formation, Nevada"*, American Mineralogist, 55 (1970) 1681-1691.
scolecite", Neues Jahrb, Mineral, Abh, 143 (1982) 231-248.
[23] Ross M., Flohr M.J.K., Ross D.R., *"Crystalline solution series and order–disorder within the natrolite mineral group"*, Amrican Mineral., 77 (1982) 685-703.
[24] Sheppard R., Hay R., *"Occurrence of zeolites in sedimentary rocks"*, Mineralogical Society of America, 45 (2001) 217-234.
[25] Passglia E., Sheppard R.A., *"The Crystal Chemistry of zeolites. In: Natural zeolites: occurrence, properties, (Applications D.L Bish, Ming D.W., editors)"* , Mineralogical society of America, Geochemical Society, 45 (2001) 69-116.
[26] Weisenberger T.B., Spurgin S., Lahaye Y., *"Hydrothermal alteration and zeolitization of the Fohberg phonolite, Kaiserstuhl Volcanic Complex, Germany"*, International Journal Earth Science (Geology Rundsch), 103 (2014) 2273-2300.
[27] Mohammadi chaghamarani Z., Bazargani-Guilani K., Tabbakh Shabani A.A., Delavari Kousha M., *"Occurrence of cavity-filling zeolites and fractures in Saveh Northwest Volcanic Complex, Central Iran"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 27 (2019b) 885-896. (in Persian)
[28] Mohammadi chaghamarani Z., Bazargani-Guilani K., Tabbakh Shabani A A., Delavari Kousha M., *"Mineralogy of natrolite andassociated zeolitesin Volcanic Rocks of North area of Saveh, Iran"*, 2nd international congress on engineering, University of Tokyo, Japan (2019a).
[29] Kousehlar M., Weisenberger T.B., Tutti F., Mirnejad H., *"Fluid control on low temperature mineral formation in volcanic rocks of Kahrizak, Iran"*, Geofluids, 12 (2012) 295-311.
[30] Touti F., Kharamesh M., Badiei A., Barghi M.A., *"Change of natural phase to clinical analysis to analgesic in the presence of alkaline solutions"*, Journal of Science, University of Tehran, 33 (2007) 39-45.
[31] Bazargani Guilani K., Rabbani M. S., *"Amygdaloidal and other Cavity Filling Zeolites of Kuh-e-Aradeh, Central Iran"*. University of Tehran, Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 15 (2004) 149-157.
[32] Taylor M.W., Surdam R.C., *"Zeolite Reaction in tuffaceous sediments at TeelsMarsh, Nevada"*, Clays, Clay Minerals, 29 (1981) 341-352.